

Análisis poblacional de fallas alpinas en el borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Cordillera Cantábrica, NO de España)

Alpine fault population analysis in the western border of the Vasco-Cantabrian Basin (Cantabrian Mountains, NW of Spain)

R.G. Espina (*), De Vicente, G. (**) y Muñoz Martín, A. (**)

(*) Depto. de Geología, Univ. de Oviedo. Actualmente en el ITGE, Oficina de León.

(**) Depto. de Geodinámica, Fac. de CC Geológicas. Univ. Complutense de Madrid. 28040 Madrid.

ABSTRACT

Geological cross-section through the western border of the Basque-Cantabrian Basin shows the existence of extensional faults active during Permo-Mesozoic sedimentation, as well as their tectonic inversion during Alpine deformation. An analysis of the tectonic inversion activity and related paleostress tensors has been carried out using structural methods and fault population analysis. Two different paleostress tensors, extensional and compressive, have been deduced from fault-slip data. Compressive paleostress tensor has a horizontal and N-S trendings, S_1 , similar to paleostress data deduced from other alpine chains located in the northern Iberian peninsula.

Key words: Basque-Cantabrian Basin, Extension, Tectonic inversion, Fault population analysis, Paleostress tensor.

Geogaceta, 20 (4) (1996), 937-938
ISSN: 0213683X

Contexto geológico

La zona objeto de estudio representa el límite occidental de los afloramientos mesozoico-terciarios de la Cuenca Vasco-Cantábrica con el basamento paleozoico del Macizo Asturiano. Este último, se ha deformado conjuntamente con la cobertera, tanto durante la extensión permo-mesozoica como en el subsecuente orógeno alpino, sin que exista una superficie de despegue generalizada entre ambos (Figs. 1 y 2).

En un corte N-S a lo largo del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica puede contemplarse la estructuración alpina de dicho borde, cuya restauración ha permitido reconstruir la geometría de las antiguas subcuencas mesozoicas: Cabuérniga, Polientes y Aguilar (Fig. 2.B). Estas representan una serie de *semi-grabens* basculados hacia el S-SO que han ido evolucionando secuencialmente a través de sucesivas fallas sintéticas inclinadas hacia el N-NE, junto con otras antitéticas que, pueden estar desfasadas de la secuencia general hacia el sur, como por ejemplo la Falla de Cabuérniga (Fig. 2.B). Se han reconocido dos episodios de *rifting*, el primero de edad permo-triásica y el segundo Jurásico superior-Albiense separados por una etapa de subsidencia térmica durante el Jurásico inferior-medio. Durante el Cretácico superior se

establece un nuevo episodio de subsidencia tectónica que finaliza en el Priabonense (Eoceno superior) con los primeros movimientos compresionales del orógeno Pirenaico (Hines, 1985). En la parte norte (Banda del Nansa) se originaron pliegues de propagación de falla asociados al rejuogo de antiguos cabalgamientos hercínicos (Fig. 2.A), mientras que en el extremo meridional (Banda de Ubierna) el bloqueo episódico de una antigua falla extensional (Falla de Becerril), dio lugar a un tren de pliegues *buckling* con un despegue situado en el propio basamento (Espina *et al.*, in litt. y Fig. 2.A). Entre ambas Bandas existe una amplia zona menos deformada caracterizada por la inversión tectónica de antiguas fallas extensionales mesozoicas (Espina, 1994) de rumbo E-O, NO-SE que involucran al zócalo (Falla de Cabuérniga, Rumaceo, Golobar, Río Lucio y Becerril).

Para el cálculo del despegue se han modelizado las fallas lístricas mediante el método de Davison (1986), obteniéndose una profundidad de 12 Km, con un valor de extensión acumulada a lo largo de todo el Mesozoico de 7.5 Km. El rejuogo de la práctica totalidad de estructuras extensionales durante el alpino sugiere asimismo la reactivación del antiguo despegue extensional, con valores de acortamiento que triplican la extensión precedente (20 Km). El necesario balance por área y la

concordancia con los modelos compresionales aplicados al *uplift* de la Zona Cantábrica (Alonso *et al.*, in litt.) aconsejan inclinar el despegue ligeramente al norte (Fig. 2.A).

Análisis Poblacional de Fallas

Las principales fallas extensionales mesozoicas se han reactivado durante la compresión alpina como fallas inversas, borrándose así los indicadores cinemáticos distensivos, por lo que el análisis se ha centrado en el análisis de las fallas alpinas más recientes. Para el análisis de los paleotensores se han utilizado el método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) y el método de inversión de esfuerzos (Reches, 1987; Reches *et al.*, 1992). Se han analizado un total de 127 datos microestructurales medidos en fallas de escala cartográfica repartidas a lo largo de la zona de estudio, agrupándolas en una única población. De este modo se intentan deducir las características del tensor de paleoesfuerzos regional relativo a la inversión tectónica alpina en el borde occidental de la cuenca Vasco-Cantábrica. De todas las fallas analizadas, 56 presentan una clara componente de movimiento inverso, ajustándose a un tensor de paleoesfuerzos de tipo compresivo con un esfuerzo máximo horizontal (s_1) orientado según N-S y $R = 0.22$ ($R = (s_2 - s_3) / (s_1 - s_3)$), tal

y como se muestra en la Fig. 3. Las fallas activas bajo este tensor de paleoesfuerzos son fallas inverso-direccionales orientadas según NE-SO (dextrosas), N120-130E (Asinestrosas), y fallas inversas E-O (Fig. 3). Los datos microestructurales presentan una buena correlación con los datos macroestructurales, reflejándose en los primeros las dos direcciones principales de las fallas reactivadas durante la compresión alpina: N120E (fallas de Rumaceo, Golobar y Becerril) y E-O (fallas de Cabuérniga y Río Lucio) (Figs. 1 y 3).

El resto de las fallas (71 datos) tienen componente de movimiento normal, ajustándose a un tensor de paleoesfuerzos de tipo extensivo cercano al campo de extensión radial ($R = 0.1$), presentando un esfuerzo mínimo horizontal (s_{HMIN}) próximo a E-O. Sin embargo, esta solución presenta una mayor dispersión que la calculada a partir de las fallas inversas. No obstante, el s_{HMAX} calculado mediante el método de inversión de esfuerzos se dispone según N155E. Las direcciones de las fallas normales microestructurales presentan una mayor heterogeneidad que las inversas, y se disponen según las siguientes direcciones N-S, NE-SO, SE-NO, y E-O. Aunque estas orientaciones no coinciden con fracturas cartográficas de gran longitud, si aparecen relacionadas (sobre todo las N-S y NE-SO) con algunas terminaciones laterales de las fallas inversas.

Discusión

El tensor de paleoesfuerzos deducido para las fallas inversas e inverso-direccionales alpinas en el borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica muestra unas características similares a los paleoesfuerzos compresivos alpinos deducidos en otros sectores del norte de la península Ibérica (Casas, 1990; Ferrús y Santanach, 1994), con una dirección de compresión horizontal próxima a N-S. Tanto el tensor de paleoesfuerzos compresivo como el extensivo, pueden explicarse mediante un único proceso geodinámico, en el cual las fallas con componente normal (especialmente las orientadas N-S y NE-SO) actuarían como fallas de transferencia de los cabalgamientos. No obstante, dado el mayor grado de error en el cálculo del tensor de paleoesfuerzos extensivo, así como la gran heterogeneidad en las orientaciones de las fallas normales, no podemos descartar que el movimiento de algunas fallas normales sea diacrónico respecto al de las fallas inversas. No existen criterios para asignar una edad concreta al movimiento de las fallas compresivas alpinas dentro del Terciario, pero no es descartable una edad que alcance el Mioceno superior, tal y como sucede en las Sierras de Cameros (Casas, 1990).

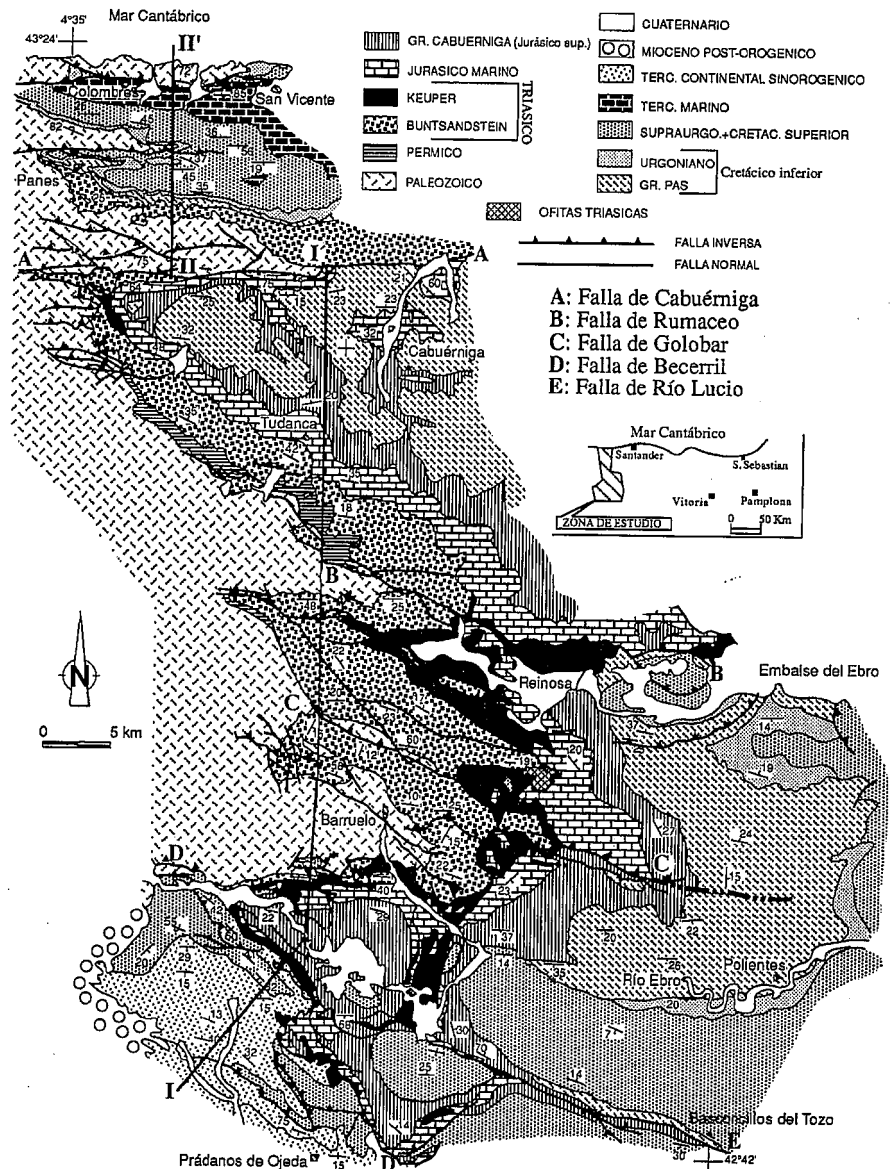


Fig. 1.- Mapa geológico esquemático del borde occidental de la cuenca Vasco-Cantábrica.

Fig. 1.- Geological map of the western border of the Vasco-Cantabrian basin

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos CICYT GEO91-1086, DGI-CYT PB92-1013 y PB94-0242.

Referencias

Alonso, J.L.; Pulgar, 1996 J.A.; Garcia-Ramos, J.C. & Barba, P. - In: Friend, P.F. & Dabrio C.J., eds., *Tertiary Basins of Spain*. w5: 214-227
 Angelier, J y Mechler, P. (1977).- *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7 (19), 399-409.
 Boillot, G. (1984).- *Geol. Mag.*, 5, 407-412.
 Casas, A. (1990) *Tesis Doctoral*. Univ. de Zaragoza, 220 pp.
 Davison, I. (1986).- *Jour. Struct. Geol.*,

Vol. 8, No. 2, pp. 209-210
 Espina, R.G. (1994).- *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, Vol. 19, pp. 137-150.
 Espina, R.G., Alonso, J.L. & Pulgar, J.A. (in litt).- *Jour. Struct. Geol.*
 Ferrús, B. y Santanach, P. (1994).- *Geogaceta*, 15, pp. 147-149.
 Hines, F.M. (1985).- In Milá, M.D. & Rosell, J. (Eds), *6 th European Regional Meeting. Excursion Guidebook*. Institut d'Estudis Ilerdencs.
 Lepvrier, C. & Martínez García, E. (1990).- *Tectonophysics*, 184, pp. 345-356.
 Reches, Z. (1987).- *Tectonics*, 6, pp. 849-861.
 Reches, Z.; Baer, G. y Hatzor, Y. (1992).- *Jour. Geophys. Res.*, 97 (B9), pp. 12481-12493.

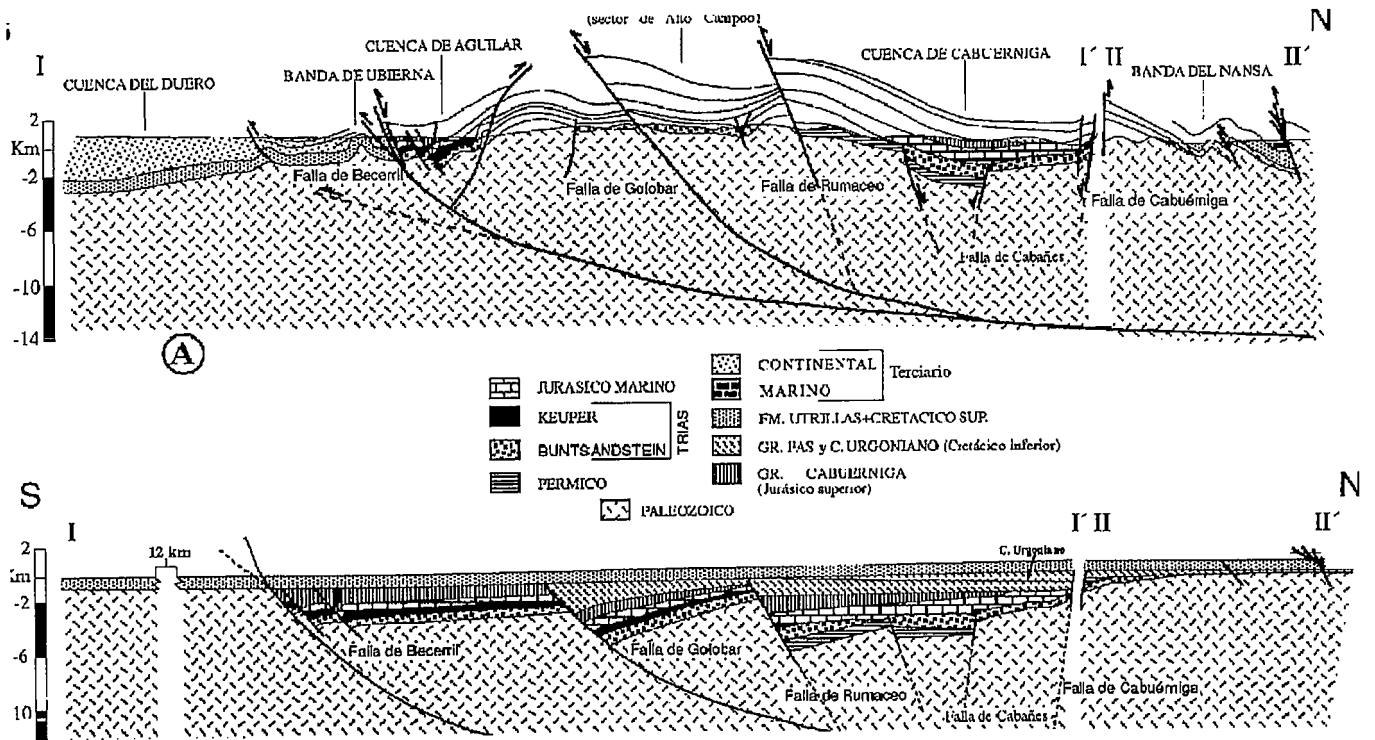


Fig. 2.- A Corte geológico N-S a través del borde occidental de la cuenca Vasco-Cantabrica. Situación en fig. 1b: restauración prealpina del corte anterior

Fig. 2.- A Geological cross-section through the western border of the Vasco-Cantabrian basin. Situation in fig. 1b: Pre-alpine restoration of the cross-section

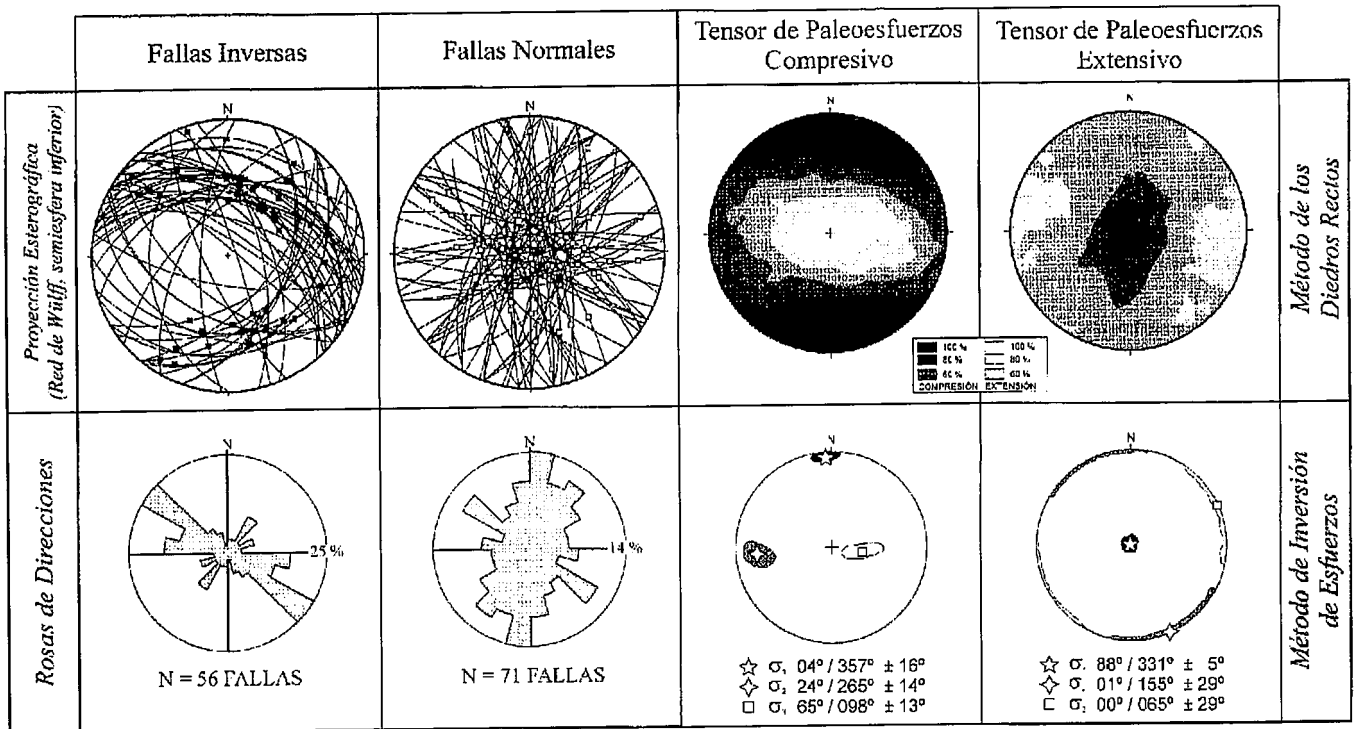


Fig. 3.- Proyección estereográfica, rosas de direcciones y resultados del Análisis Poblacional de fallas para el conjunto de fallas analizadas. Resultados obtenidos con el método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) y el de Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992). En la proyección de los ejes principales de esfuerzos se muestra el intervalo de confianza en el cálculo de la solución.

Fig. 3.- Stereographic projection, rosegram of directions and stress inversion results deduced from fault-slip data. Paleostress results have been obtained from right dihedral (Angelier & Mechler, 1977) and stress inversion (Reches et al., 1992) methods. Confidence intervals from stress inversion results are shown.